

① 99, 31(4) 169-174

1999年 第4期

土壤

· 169 ·

青藏高原寒冻锥形土地温状况的分布特征

李英年 鲍新奎

(中国科学院西北高原生物研究所 西宁 810001)

5152.5

摘 要 以 16 年观测资料,分析了高原草甸地区寒冻锥形土壤热量状况在时间进程及垂直方向的变化特征。同时,比较分析了裸露地表与有自然植被覆盖条件下地温之间关系。地温不仅随着时间进程表现有一高一低的日年变化规律,而且在 0~40cm 土层地温变化强烈,随深度加深地温的振幅按指数规律减小;地温的日变化约在 0.6m 处消失,年变化约在 10.5m 消失。裸地 0~20cm 地温变化明显大于有植被下的地温变化。

关键词 青藏高原;地温;寒冻锥形土;土壤水热状况

土壤水热状况一定程度上决定了该地土壤类型、植被类型和生物生产量的大小;土壤有机物质的补给、分解及其积聚规律依土壤水热条件的变化为转移。当然,土壤水热状况与大气气候息息相关。因此,研究土壤水热条件的分布特征,对进一步认识和研究植物、微生物和成土过程具有重要的意义。本文讨论了青藏高原高寒半湿润草甸地区草毡寒冻锥形土地温状况的分布特征。

地温是土壤表面吸收太阳短波辐射能后转变为土壤热能,并传送到较深层的表述。地温作为土壤环境的重要指标,在土壤发展方向,发育速率,以及生物生产力形成和植物群落结构,种群数量稳定和演替等过程中占据重要的地位。多年来,国内外学者对于地温研究工作从未中断^[1-6],但由于地区生态条件、土壤物理属性和结构不同,热量垂直传导和扩散的物理过程错综复杂,因而也表现出不同地区地温的时空分布有较大的差异。对高寒半湿润地区的地温变化特征,我们曾对 0~50cm 土层温度状况进行过不同坡向的比较分析^[7],对于更深层次地温变化情况少有报道,本文着重于滩地 0~320cm 土壤温度状况进行较详实的分析研究。

1 资料概况

1.1 区域气候条件

本研究工作在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)进行。该站地处青藏高原东北隅,祁连山北支冷龙岭东段南麓的大通河河谷。37°37'N、101°19'E、海拔 3200m。区域年平均气温很低,多年平均为 -1.7℃;最暖的 7 月平均气温 9.8℃,最冷的 1 月平均气温 -14.8℃。日平均气温稳定通过 ≥0℃ 的活动积温约在 1100℃;≥10℃ 的积温 <100℃,持续天数不足 10 天。由于气温低,植物生长期只有 135 天左右。年降水量较高,约 580mm,但降水的年际变率较大,最高年是最低年的 2 倍;降水主要分布于暖季的 5~9 月,

• 中国科学院土壤系统分类特别支持(49131020),国家自然科学基金(90 计字 085 号),中国生态系统网络研究监测项目。

占年降水量的 80%, 冷季的 10 月至翌年 4 月仅为年降水量的 20%。海北站作为气候上“极锋”活动位置的南侧, 冬夏两季大气环流截然不同。其总的特征是冬季漫长、寒冷而干燥, 夏季短暂、凉爽而湿润。年内无绝对无霜期, 相对无霜期仅 20 天左右, 在最热月仍可出现霜冻、结冰、降雪(雨夹雪)等天气现象^[8,9]。

该地区分布有高寒灌丛和高寒草甸等植被类型。植物群落结构简单, 种类组成较少, 植株生长低矮、密集, 植被盖度大, 生物生产力低, 但营养物质丰富^[8]。

土壤主要以坡积-残积物, 洪积-冲积物及古冰水沉积物所形成的高寒灌丛草甸土、亚高山草甸土(寒冻锥形土)以及钙积土为主, 部分地区还分布有沼泽土。土壤发育年青, 薄层性和粗骨性强, 有机物质含量丰富, 潜在肥力高^[10]。

1.2 资料状况

气象站地温观测资料连续完整的有 16 年(1981~1996), 观测有地表 0cm、曲管 5、10、15、20cm, 以及直管 40、80、160、320cm 共 9 个层次地温。其中 0~20cm 地温依有关规范要求^[10], 在特定的地表为裸露状况的观测场地进行, 并不定时地视地情况进行松耙、除草等工作, 与自然植被状况略有区别。为此, 作者于 1992 年 10 月 1 日到 1994 年 5 月 30 日期间, 在离裸露地温观测场东 5m 自然植被状态下进行了 0~20cm, 和每 10cm 一层的地温对比观测。自然植被下温度表安装以打钻插入曲管温度表并填土固实。植被未遭受破坏, 以矮嵩草为建群种, 草高保持 20cm 左右, 冬季保持凋落物及立枯物。所有观测资料及数据整理, 均依规范^[10]要求进行统计。

2 结果分析

2.1 地温“源”与“汇”的物理过程

土壤温度特别是土壤表面温度, 很大程度取决于太阳辐射能的强弱, 也与地表面覆盖物的有无, 及土壤松紧, 土壤表面蒸发(蒸腾、蒸散)过程中的耗热等有很大关系。决定某一时刻土壤温度重要的物理因子可用下式来说明^[1]:

$$ET = (Q - q - u) - R - S \quad (1)$$

式中: ET 表示土壤所获得热量多少; Q 表示进入土壤中光能转变为热能的多寡; q 表示由于大气下垫面性质差异造成反射率不同而产生的反射能; u 表示地面有效辐射能大小; R 表示土壤内部向外界散热消失的热量; S 表示通过土层表面及植物蒸腾、蒸散过程损失的热量。

(1)式实际上反映了土壤-大气-植被系统中热量收支的平衡过程。依各项收支情况来看, 地温高低与地表性质有关, 当地表裸露且土壤松软时, 光能可直接被土壤吸收而迅速增温, 也因地面反射率高, 地表有效辐射大, 而引起严重的散热损失, 进而加大了地温日较差。地面有植被覆盖时, 植被既阻碍阳光的直接辐射。又“缓冲”地下热量的散失, 地温日较差低。

热量向深层传导时, 造成土壤内部加热或冷却的速率和强度, 取决于土壤热特性—热容量和导热率, 以及土壤湿度、上下土层温差的大小等。其随时间变化的过程可由热传导方程来描述^[11,12]:

$$dET/dt = K(\partial^2 ET/\partial x^2 + \partial^2 ET/\partial y^2 + \partial^2 ET/\partial z^2) + f(x, y, z) \quad (2)$$

式中, K 为热传导系数, 是空间坐标 (x, y, z) 的函数, 即 $K = K(x, y, z)$, 但一定区域内质地均一, 相对短的时间和有限量度内 K 为一常数; $f(x, y, z)$ 是土壤内部冷热传导补偿作用的热量, 在 $0 \sim 320\text{cm}$ 土层, 地壳内部的热源补偿微小, 从而可忽略不计; 一定区域内, 地温水平传热微弱, 因此还可以忽略水平方向的热量传导, 即有: $\partial^2 ET / \partial x^2 + \partial^2 ET / \partial y^2 = 0$ 。这样土壤温度仅是时间 (t) 和垂直方向 (z) 的函数, 从而方程可简化为:

$$dET/dt = K \cdot \partial^2 ET / \partial z^2 \quad (3)$$

取地表 0cm 温度日变化或年变化的简谐波为边界条件, 即:

$$ET(0, t) = ET_0 + A_0 \sin(2\pi t/T + \varphi_0) \quad (4)$$

式中: ET_0 为一周期内边界条件的温度平均值; A_0 为周期振幅(日或年差); T 为温度日或年变化波动周期; φ_0 为初始位相。由于到一定深度时, 温度日、年变化为一恒值, 说明有界。因而依数学物理方法, 边界条件满足方程(3)的解为:

$$ET(z, t) = ET_0 + \gamma z + A_0 \cdot \exp(-z \sqrt{\pi K T}) \cdot \sin(2\pi t/T + \varphi_0 - z \sqrt{\pi/K T}) \quad (5)$$

$ET(z, t)$ 表示深度 z 、时间 t 时的地温; γ 为随深度加深时地温的递减率, 一般由不同层次差值的比较来估算。

由此看出, 深层地温日、年变化振幅有: $A_z = A_0 \cdot \exp(-z \sqrt{\pi K T})$, 表明深度按算术级增加, 温度振幅按几何级数(指数规律)减小, 而且土壤导热率愈小振幅减小愈明显; 最高最低出现时间(位相)将按 $\varphi_k = z \sqrt{\pi K T}$ 的规律滞后, 即位相滞后正比于深度, 反比于导温系数的平方根; (5)式中 $ET + \gamma z$ 代表了深度 z 层次的平均地温。

2.2 地温的日变化

地温的日变化表现出峰谷的周期变化。

一日中, 土壤表面(0cm)夜间因长波辐射冷却降温热量平衡为负值, 最低地温出现于日出前的 $1 \sim 2$ 时, 而且大气—土壤边界层热交换明显; 白天土表吸收太阳短波辐射能, 热量多于放出, 土壤吸热升温, 最高温度出现于午后, 此后太阳高度角降低, 热量补给减少, 土温开始下降, 并延续到次日凌晨。由热传导过程知, 在一定深层内, 白天热量来自地表, 并自上而下传播; 夜间土壤表面因长波有效辐射首先冷却, 热量自下而上散失。因此, 深层地温日变化与地表温度相关联, 表现相似的变化规律。只是最高、最低出现时间自上而下滞后, 且振幅减小。

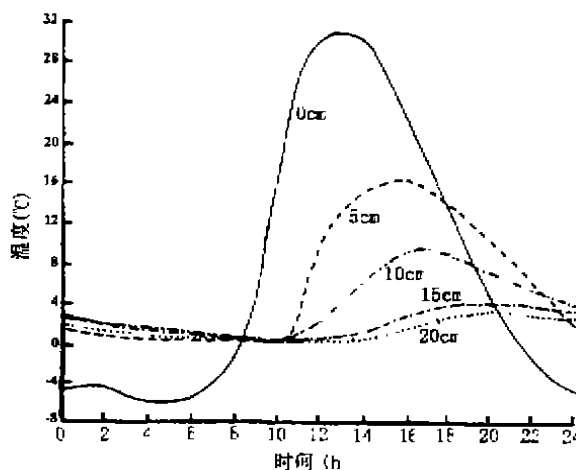


图1 海北站地温的日变化(1993年4月22日)

图1绘出了海北站1993年4月22日

(晴天状况)地温的日变化。由图1看到, 地面最高温度 31.6°C , 出现于13时, 5、10、15和20cm, 最高温度分别为 16.2°C 、 9.3°C 、 4.5°C 和 3.6°C , 出现时间分别在16时, 17时和20时。5~20cm 平均每加深1cm, 最高温度降低 0.8°C ; 地表最低温度出现于日前的5时(-6.2°C), 5、10、15、20cm 分别出现在8时(5cm)到10时, 分别为 0.0°C 、 0.3°C 、 0.4°C 和 0.4°C , 5~

20cm 平均每加深 1cm 升温 0.2℃。随深度加深地温的日变化振幅逐渐降低, 0.5、10、15、20cm 地温日较差分别为 37.8℃、16.2℃、8.8℃、4.1℃和 3.2℃, 表现按指数规律降低, 到一定深度为一恒值, 日变化消失。4 月 22 日正是春季回暖时期, 在海北高寒草甸地区, 30cm 深层以下仍为冻土, 地温在 40cm 左右日变化已经消失, 地温恒为 -0.2℃。

多年观测表明, 高寒草甸寒冻锥形土分布地区冷季(1 月)地温日变化在土壤表层最为剧烈, 日平均最高 13.2℃, 最低 -27.9℃, 平均日较差 41.1℃; 暖季(7 月), 日平均最高 36.0℃, 最低 -2.8℃, 平均日较差 38.8℃, 表现冷季大于暖季。随土层加深, 冷季日较差急剧降低, 暖季降低相对较小, 一般冷季约在 45cm 深层地温日变化消失, 暖季可降至 55~65cm 的层次, 年内日平均恒温层月在 60cm。不同年份, 大气气候振动不同, 土壤湿度, 天空云量, 植被盖度及雪被均有差异, 地温的日变化也有差异。

由图 1 还可以看出, 日出后地温的上升速率较大, 地表温度从 6 时(-5.9℃)到 12 时(31.4℃), 6 小时内增温 27.3℃, 平均每小时增温 6.2℃; 5cm 地温 10 时(0.1℃), 到 16 时(16.2℃), 平均每小时增温 2.7℃; 10、15、20cm 地温从最低上升到最高, 平均每小时分别增温 1.5℃、0.5℃和 0.4℃。而地温从最高值到次日凌晨 0 时, 地温下降速率相对缓慢, 0、5、10、15、20cm 地温平均每小时下降分别为 3.6℃、1.8℃、0.9℃、0.3℃和 0.3℃。表现出增温率比降温率平均高 0.2℃/小时。

2.3 地温的年变化

地温年变化主要是由阳光的人射量来决定。海北站 16 年观测平均结果表明, 地表月平均地温最高出现于 7 月(15.1℃), 最低出现于 1 月(-13.9℃), 年变化振幅(年较差) 29.0℃。随深度加深, 地温最高、最低出现时间滞后, 振幅减小。由表 1 图 2 看出, 各层地温年变化明显, 最高值出现时间从 0cm(7 月)到 320cm(10 月)延后 3 个月; 最低值出现时间从 0cm(1 月)到 320cm(5 月或 6 月)延后 5 个半月。地温年变化振幅从 0cm 的 29.0℃到 320cm 处降至 4.2℃, 平均每 10cm 地温年较差降低 0.8℃左右。

表 1 海北站地温年较差及极值分布

深度(cm)	0	5	10	15	20	40	80	160	320
年较值(℃)	29.0	25.3	23.9	22.3	21.3	18.6	12.3	8.3	4.3
最大值	15.1	12.9	12.2	12.0	11.7	11.1	9.4	7.3	5.0
时间(月)	7	7	8	8	8	8	8	9	10
最小值	-13.9	-12.4	-11.7	-10.3	-9.6	-7.5	-4.1	-1.0	0.8
时间(月)	1	1	1	1	1	1	2	3	6

统计各旬平均地温表明, 0~40cm 土层, 旬平均最高、最低值从地表到底层, 地温位相落后 1~3 旬, 暖季明显于冷季; 80~320cm 土层位相落后 3 旬以上。0、10、20cm 旬平均最低出现于 1 月中旬, 分别为 -14.8℃、-12.3℃和 -10.2℃, 40cm 出现于 1 月下旬, 为 -8.5℃; 80、160、320cm 旬平均最低出现于 2 月中旬、3 月中旬和 6 月中旬, 分别为 -4.3℃、-1.1℃和 0.7℃, 0cm 旬平均最高出现于 7 月下旬(16.1℃), 10、20、40cm 出现于 8 月上旬, 分别为 13.1℃、12.5℃和 11.6℃, 80、160、320cm 深处, 地温最高分别出现于 8 月下旬、9 月中旬和 10 月中旬, 分别为 9.7℃、7.5℃和 5.1℃。

依文献^[12, 13]有关研究结果, 地温的年变化消失层约比日变化消失层大 19 倍, 由此推算, 海北高寒草甸寒冻锥形土分布地区地温的年变化消失层(年恒温层)约在 10.5m 左右。

2.4 地温垂直变化及剖面分布特征

图3绘出了海北站冷季(1月)、暖季(7月)及冷暖二季转换期(4月和10月)从地表到320cm层次地温月平均垂直变化动态。同时也绘出海北站地温的时空剖面分布(图4)。

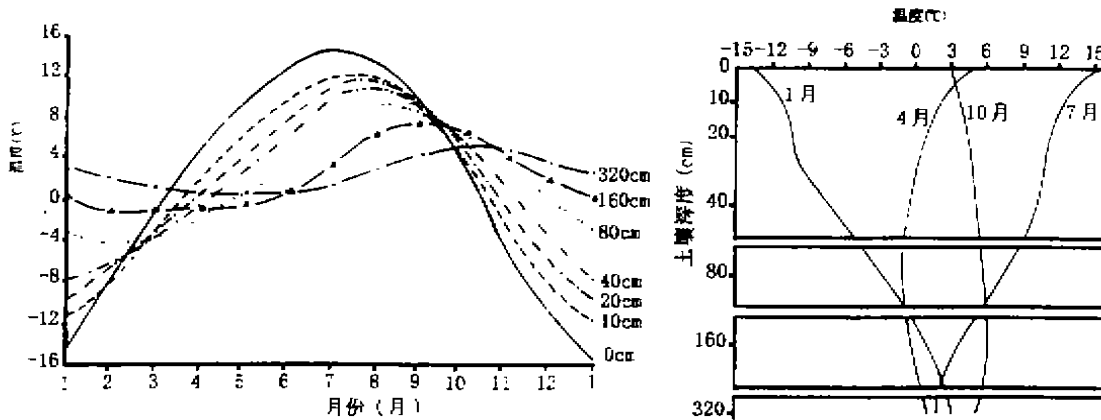


图2 海北站地温月变化(1981~1995年)

图3 海北站地温随深度变化

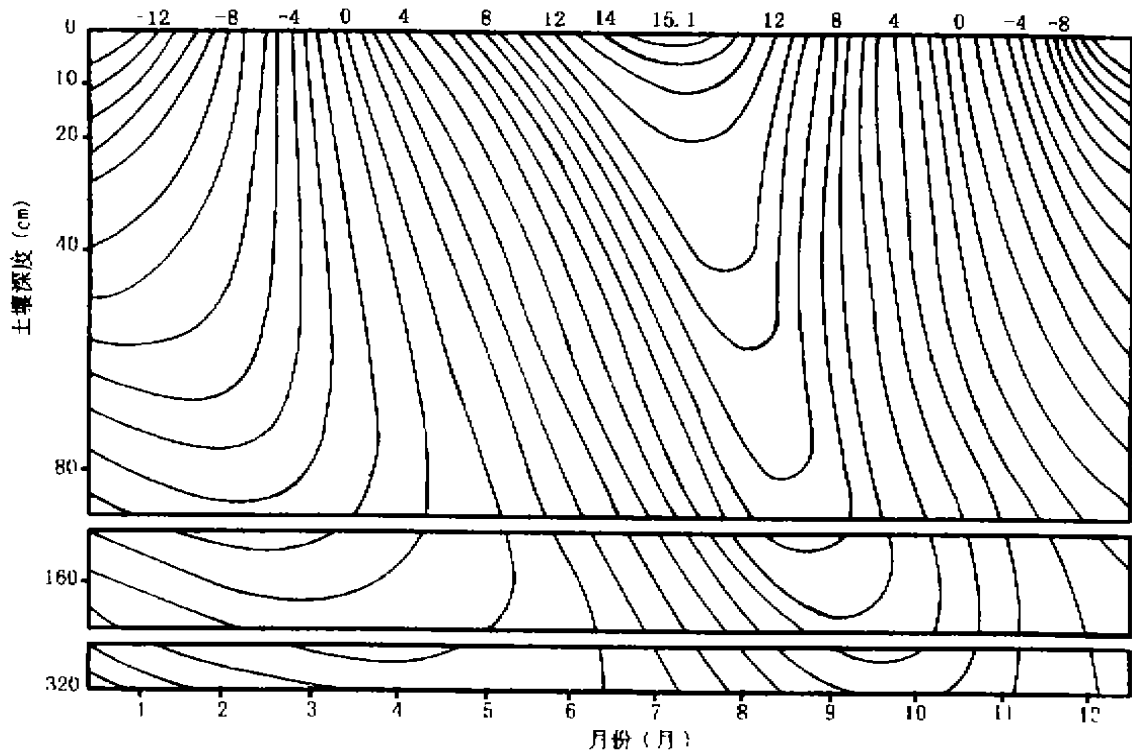


图4 海北站地温时空剖面分布

由图3和图4看出,冷季地温在地表最低(-13.9°C),到320cm升高到 3.0°C ,地温随深度加深而上升,整层温差 16.9°C ;暖季地温在地表最高(15.1°C),到320cm下降到 1.4°C 地温随深度加深而降低,整层温差 13.7°C ,小于冷季;4月和10月,地温的垂直分布与冷暖二季大同小异,4月地表温度(4.8°C),到160cm层次(-0.5°C)逐渐降低,尔后升高,到320cm土层上升到 0.9°C ;10月地表温度(2.7°C)到160cm层次(6.2°C)逐渐升高,尔后降

低,到 320cm 土层下降至 5.0℃。年内 0~80cm 层次地温变化显著,深层较为平稳,次暖二季 0~320cm 土层,地温变化趋势相反,且变化斜率的绝对值明显大于其他时期。

以各土层年平均来看,不同层次年平均地温相近,从地表到 15cm,年平均地温略有降,尔后随深度加深,年平均地温逐渐升高,0、5、10、15、20、40、80、160、320cm 各层次年平均地温分别为 2.0℃、1.9℃、1.6℃、1.6℃、1.7℃、2.0℃、2.1℃、2.3℃ 和 2.6℃,0~320cm 整层平均值为 2.0℃。

2.5 下垫面性质不同时地温的比较及地、气温之间关系

下垫面性质不同,地温的分布不同,对裸露地表与有植被状态下地温的观测表明,有植被覆盖时 10、20cm 层次,地温高于裸露地表下的地温,年平均高 0.3℃左右,这是因为植被的存在,地温虽然由于草丛阻碍阳光的直接照射而增温缓慢,但覆盖物的存在,一方面使土壤湿度保持较高,土层热容量大,储存热量多;另一方面草层使热量消失得到“缓冲”,其结果使土壤热量散失少,保持较高的地温。裸露地表面下,地表面虽然白天增温迅速,夜间长波辐射冷却也较为剧烈,土壤相对干燥,热量在上下层之间传送快,最终使日平均地温较有植被的低。

由于植被的“缓冲”作用,地温在白天(或夏季)升温不高,夜间(或冷季)地温降低相对较低,因而,使有植被状况下地温的日、年变化相对裸露地段平稳,地温日、年变化振幅小于裸露地面状态。由 1993 年观测结果表明,有植被覆盖下 0、10、20cm 地温年较差分别为 31.0℃、21.7℃ 和 20.0℃,分别比同层次裸露地表下地温年较差低 2.0℃、2.3℃ 和 2.1℃。基本反映出二类不同下垫性质下地温相差 2.0℃ 左右。

通过 1992 年 10 月 1 日~1994 年 5 月 31 日观测比较,自然植被下 0~20cm 地温与裸露地表下同层次地温,以及与气温间具有极显著的线性正相关关系,相关系数均达于 0.9786,方差比 F 值大于 226.16 以上, $P < 0.001$ 。这给科研、生产等工作开展提供了更好的理论依据。

参 考 文 献

- 1 B. P 沃洛布耶夫.(杨景辉译).土壤与气候.科学出版社,1958,70~146
- 2 Monteith, John L. Principles of environmental physics. Edmard Arnold, London.1975, 130~139
- 3 高国栋,陆渝蓉.东亚地区的地表面辐射平衡,热量平衡及冷热源问题的研究.大气科学,1979,3(1):12~20
- 4 汤懋苍,孙淑华,钟强,吴士杰.下垫面能量储放与天气变化.高原气象,1982,1(1):24~33
- 5 傅抱璞,虞静明,李兆元.秦岭太白山夏季的小气候特点.地理学报,1982,37(1):88~97
- 6 王宝灵,汤懋苍.我国土壤热流的计算及结果的初步分析.科学通报,1993,(11):1013~1016
- 7 李英年,鲍新奎,曹广民.寒粘土不同坡向的地温特征.中国土壤系统分类新论.科学出版社,1994,369~376
- 8 周兴民,李建华.海北高寒草甸生态系统定位站的主要植被类型及地理分布规律.高寒草甸生态系统.甘肃人民出版社,1992,9~18
- 9 李英年,王启基,周兴民,曹广民.高寒草甸植物群落的环境特征分析.干旱区研究,1998,15(1):54~58
- 10 乐炎舟,左克成,张金霞等.海北高寒草甸生态系统定位站的土壤类型及基本特点.高寒草甸生态系统.第 1 集.甘肃人民出版社,1982,19~33
- 11 中央气象局.地面气象观测规范.气象出版社,1979,81~85
- 12 汪毓才.热传导方程时间变量的双参数化.气象学报,1989,47(1):82~91
- 13 翁笃鸣,陈万隆,沈觉成,高家表.小气候和农田小气候.农业出版社,1991,50~58
- 14 杨大升,刘余滨,刘式适.动力气象学.气象出版社,1983,362~383